

0716666-1

КАЗАНСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ

На правах рукописи

МАЛИКОВА Дина Ринатовна

**ЧИСЛЕННОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ СТРУКТУРНОЙ
ДИНАМИКИ ЛЕДНИКОВОГО ПОКРОВА**

05.13.18 – теоретические основы математического моделирования,
численные методы и комплексы программ

АВТОРЕФЕРАТ

диссертации на соискание ученой степени
кандидата физико-математических наук

Казань-2000



0716666-1

КАЗАНСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ

На правах рукописи

МАЛИКОВА Дина Ринатовна

**ЧИСЛЕННОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ СТРУКТУРНОЙ
ДИНАМИКИ ЛЕДНИКОВОГО ПОКРОВА**

05.13.18 – теоретические основы математического моделирования,
численные методы и комплексы программ

АВТОРЕФЕРАТ

диссертации на соискание ученой степени
кандидата физико-математических наук

НАУЧНАЯ БИБЛИОТЕКА КГУ



0000503874

Казань-2000

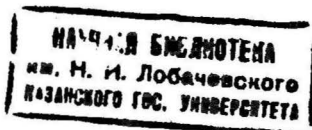
Работа выполнена на кафедре Прикладной математики Казанского государственного университета

- | | |
|-----------------------|-----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| Научный руководитель | – доктор физико-математических наук, профессор Саламатин А.Н. |
| Официальные оппоненты | – доктор физико-математических наук, профессор Костерин А.В.
– доктор физико-математических наук, доцент Мазо А.Б. |
| Ведущая организация | – Институт математического моделирования РАН |

Защита диссертации состоится 23 июня 2000 года в 16 часов на заседании диссертационного совета Д 053.29.10 при Казанском государственном университете по адресу: 420008, г. Казань, ул. Кремлевская, 18, корпус 2, аудитория 217.

С диссертацией можно ознакомиться в научной библиотеке Казанского государственного университета.

Автореферат разослан «20» июня 2000 года.



Ученый секретарь
диссертационного Совета

Е.М. Федотов

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАБОТЫ

Актуальность темы. В современной гляциологии особенно возрастает и является актуальной роль математического моделирования в силу того, что большие размеры и медленное течение ледников не позволяет эффективно применять экспериментальный аппарат для изучения их динамики на больших временных масштабах.

Основные направления развития современной механики ледников связаны с упрощением сложных общих уравнений при построении оптимальных с точки зрения целей исследования математических моделей и с учетом новых представлений о свойствах льда.

Изначально, на основании лабораторных исследований, механические свойства поликристаллического льда задавались в рамках реологической модели неньютоновской жидкости. Однако сейчас успешная реализация проектов глубокого бурения в Антарктиде и Гренландии открыла новые возможности для изучения внутреннего строения двух гигантских массивов природного льда и позволила продвинуться дальше в понимании механизмов взаимодействия динамики ледниковых покровов с развитием кристаллической стратификации и реологической неоднородности льда в теле ледников. Прежде всего, в соответствии с общими представлениями о ползучести и пластичности поликристаллических систем (металлов, минералов, керамики), была подтверждена прямая связь между течением ледника и процессами рекристаллизации льда (изменением строения льда и ориентировки кристаллов). Так же было показано, что процессы рекристаллизации льда, его кристаллическая структура и реологические свойства существенным образом зависят от уровня содержания примесей, которое непосредственно коррелирует с изменениями климата. Концентрация как твердых микрочастиц (пыли), так и растворимых примесей оказывается несоизмеримо выше в холодные ледниковые эпохи, чем в относительно теплые межгляциальные стадии.

Данные наблюдений последних лет требуют пересмотра используемых реологических соотношений для ледникового льда и построения новой адекватной математической модели структурной неизотермической динамики ледникового покрова в условиях изменяющегося климата. Это определяет актуальность тематики исследований данной работы.

Цель диссертации – построение математической модели и разработка программного комплекса расчета нестационарной неизотермической динамики ледникового покрова с учетом процессов рекристаллизации льда в приложении к исследованию течения ледника Антарктиды.

Научная новизна результатов, полученных в диссертации, состоит в следующем.

Построена общая модель течения ледникового массива, в которой учтена анизотропия реологических свойств ледникового льда и различие ре-

жимов рекристаллизации. Проведено ее исследование методами теории подобия и анализа масштабов и обосновано приближение пограничного слоя.

Разработан общий алгоритм и программный комплекс расчета неизо-термического нестационарного течения ледникового покрова вдоль фиксированной трубки тока при развитии структурно-реологической неоднородности льда и проявлении эффектов изостазии и взаимодействия с морем.

Поставлен вычислительный эксперимент по моделированию динамики ледникового покрова Восточной Антарктиды в районе трубки тока Купол В – ст. Мирный за последние 450 тыс. лет. Получены количественные оценки колебаний положения края ледникового покрова на границе с морем; влияния процессов рекристаллизации льда, неизо-термичности, изостазии лежа на динамику ледника в условиях изменяющегося климата.

Практическая значимость работы. Практическая значимость диссертационной работы определяется прикладной направленностью выполненных исследований. Все вычислительные эксперименты непосредственно связаны с анализом конкретных явлений, происходящих в крупнейшем ледниковом покрове Земного шара. Полученные результаты позволяют оценить влияние различных факторов на поведение ледника Антарктиды в условиях изменяющегося климата. В первую очередь это относится к развитию анизотропных свойств льда, процессов рекристаллизации и их проявлению в общей динамике ледника. Показана роль климатического фактора (растворимых и нерастворимых примесей) в формировании реологически-неоднородной структуры ледникового покрова и, в конечном итоге, в поведении ледника на различных стадиях его эволюции.

Созданный программный комплекс может быть использован при оценке возможных колебаний положения края ледникового покрова на границе с океаном, дает возможность предсказать изменение высоты поверхности (толщины) ледникового покрова, показать относительный вклад в эти колебания неизо-термичности, эффектов изостазии и процессов рекристаллизации льда. Особое прикладное значение имеет прогноз распределения возраста льда в леднике в зависимости от режима его течения и реологических свойств льда.

Диссертационная работа выполнялась в соответствии с Федеральной целевой программой «Мировой океан» в рамках проекта 6, подпрограммы «Изучение и исследование Антарктики», осуществляемого по заказу Госгидромета. Результаты исследования глобальной динамики ледникового покрова Восточной Антарктиды в прошлом (оценки возможного изменения мощности, распределения возраста с глубиной, прогноз развития зон повышенных сдвиговых деформаций) использовались в исследованиях по Программе совместно с головной организацией, ГНЦ «Арктический и Ан-

тарктический» НИИ, при интерпретации данных полевых наблюдений и анализе керна в Центральной Антарктиде.

Достоверность результатов. Построенные в диссертации математические модели и вытекающие из них результаты основаны на общих законах и уравнениях механики сплошной среды, а так же на физически естественных экспериментально обоснованных допущениях. Численные решения задач тестировались и в частных случаях сравнивались с известными точными решениями и результатами других авторов.

Апробация работы. Основные научные результаты работы докладывались на семинарах кафедры прикладной математики Казанского государственного университета, семинаре Казанского государственного университета по руководством А.Д. Ляшко, на итоговых научных конференциях Казанского государственного университета (1995-1999), Международном X I гляциологическом симпозиуме (Пушино, 22-26 мая, 1996), Международной гляциологической конференции «Эволюция и прогноз развития полярного оледенения: новые результаты и модели» (Москва, 19-22 мая 1997), Научном симпозиуме «Гляциология в информационном обществе: получение и организация гляциологической информации» (Дубна, 19-22 мая 1998), Международной конференции «Мониторинг криосферы» (Пушино, 20-23 апреля 1999), Международном X II гляциологическом симпозиуме (Пушино, 15-19 мая 2000), доклад «Структурная динамика ледникового покрова» (авторы Саламатин А.Н., Маликова Д.Р.) включен в программу секции «Geophysical Fluid Dynamics» на 20-ом Международном конгрессе по теоретической и прикладной механике (г. Чикаго, США, 27 августа - 2 сентября 2000).

Публикации. По теме диссертации опубликовано четыре работы. Список работ приведен в конце автореферата.

Структура и объем работы. Диссертационная работа состоит из введения, четырех разделов, заключения, списка литературы. Работа изложена на 164 страницах, содержит 38 рисунков и 5 таблиц. Список литературы включает в себя 115 наименований.

СОДЕРЖАНИЕ ДИССЕРТАЦИИ

Во введении обосновываются актуальность темы диссертации, анализируются известные результаты по изучаемой тематике. На основе этого формулируется основная цель работы. Кратко изложено содержание диссертации и сформулированы выносимые на защиту положения.

Первый раздел посвящен разработке математической модели течения неизотермичного ледникового покрова с учетом эффектов изостазии земной коры и граничного условия при взаимодействии с морем, особенностью которой является учет анизотропии реологических свойств ледникового льда и различия процессов рекристаллизации.

В первом подразделе рассмотрены общие вопросы формулирования математической модели для описания процессов течения анизотропного ледникового покрова.

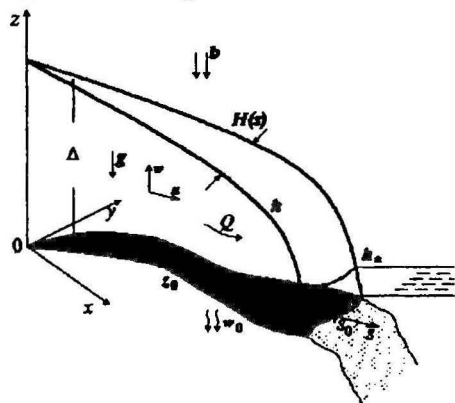


Рис.1.

Выбранная система координат и основные обозначения представлены на рис.1.

При рассмотрении льда как несжимаемой среды закон сохранения массы в леднике принимает форму уравнения неразрывности.

Закон сохранения количества движения описывается уравнениями Стокса безинерционного течения материальной среды.

Конститутивное соотношение в общей форме с учетом возможного проявления анизотропных свойств льда, связывающее девиатор тензора напряжений τ с тензором (девиатором) скоростей деформаций $\dot{\epsilon}$ посредством тензора четвертого ранга η , который учитывает всю предысторию деформации частиц льда, представляется следующим образом:

$$\tau = \eta : \dot{\epsilon}, \quad (\tau_{ij} = \eta_{ijkl} \dot{\epsilon}_{kl}, \quad i, j, k, l = x, y, z). \quad (1)$$

Во втором подразделе с целью обоснования приближения пограничного слоя при описании процессов течения анизотропного ледникового покрова проведен анализ и упрощение общих уравнений методами теории подобия и анализа размерностей.

Выбраны характерный масштаб для длины ледника x^0 , характерное значение баланса массы b^0 аккумулируемых осадков в качестве масштаба вертикальной составляющей скорости w , введены подлежащие определению характерные масштабы толщины ледника h^0 и компонент тензора напряжений τ^0 .

В терминах безразмерных величин (обозначаемых заглавными буквами) уравнение неразрывности не изменяется, а закон сохранения количества движения и реологическое соотношение (1) принимают вид:

$$\frac{\partial P}{\partial X} = K_r \left(\frac{\partial T_{xx}}{\partial X} + \frac{\partial T_{xy}}{\partial Y} \right) + \frac{\partial T_{xz}}{\partial Z}, \dots, \frac{\partial P}{\partial Z} = K_h^2 \left(\frac{\partial T_{zx}}{\partial X} + \frac{\partial T_{zy}}{\partial Y} \right) + K_r \frac{\partial T_{zz}}{\partial Z} - 1. \quad (2)$$

$$T_{xx} = H_{xx} \dot{E}_{xx} + \dots + K_r^{-1} K_h (H_{xx}^{(x)} \dot{E}_{xx} + \dots), \dots$$

$$T_{zx} = K_h (H_{zx}^{(x)} \dot{E}_{zx} + \dots) + H_{zx} \dot{E}_{zx} + \dots \quad (3)$$

Два критерия подобия K_h и K_τ , фигурирующие в (2), (3), зависят от неизвестных масштабов h^0 , τ^0 и теоретически определены в ходе анализа закона течения льда (1).

$$K_h = \frac{h^0}{x^0} \approx 10^{-3} - 10^{-2}, \quad K_\tau = \frac{\tau^0}{g\rho h^0} = \frac{\eta_\perp}{\eta_\parallel} K_h^2 \approx 10^{-6} - 10^{-2}.$$

Введено два масштаба η_\perp и η_\parallel для преобладающих “нелинейных вязкостей” в (1) при нормальных (η_{xx}, \dots) и сдвиговых (η_{xz}, \dots) скоростях деформаций.

$$\eta_\perp \sim \eta_{zz} [\dot{\epsilon}_{xx} \sim b^0/h^0, \dot{\epsilon}_{zz} \sim 0, ; T_s],$$

$$\eta_\parallel \sim \eta_{xz} [\dot{\epsilon}_{xx} \sim 0, \dot{\epsilon}_{zz} \sim b^0 x^0 / (h^0)^2, ; T_b].$$

Оценка отношения $\eta_\perp/\eta_\parallel$ получена при анализе результатов численных экспериментов по моделированию развития структуры анизотропного льда при его течении.

Критерии K_h и K_τ являются малыми величинами, и уравнения (2) можно рассматривать с точностью до членов порядка $O(K_h^2)$ и $O(K_\tau)$. Тогда, при $l = h/h^0$, из соотношений (2) получим

$$P = l - Z, \quad (T_{xz}, T_{zy}) = - \left(\frac{\partial l}{\partial X}, \frac{\partial l}{\partial Y} \right) (l - Z). \quad (4)$$

Таким образом, приближение пограничного слоя оказывается справедливым при описании процессов движения ледника и взаимодействия между развивающейся деформацией ледникового массива и изменяющейся структуры льда.

Анализ масштабов позволяет также упростить общий закон течения анизотропного льда (3). При этом получен важный результат, что даже в случае структурной стратификации льда и проявления эффектов анизотропии течение контролируется только сдвиговыми напряжениями и деформациями.

В третьем подразделе задача течения ледникового покрова в рамках приближения «мелкого льда» формулируется в размерных величинах для фиксированной трубки тока при неизменности картины распределения осадков на поверхности ледника и доминирующем влиянии рельефа ложа на формирование потоков льда.

Введем в горизонтальной плоскости новую систему координат (рис. 1) с осью s , направленной вдоль срединной линии тока выбранной трубки тока. В новой системе координат уравнение неразрывности принимает вид:

$$\frac{1}{H} \frac{\partial}{\partial s} (Hu) + \frac{\partial w}{\partial z} = 0. \quad (5)$$

Здесь $H(s)$ – ширина трубки тока (рис. 1).

Вместо (4) будем иметь

$$\tau_{zs} = -g\rho \frac{\partial h}{\partial s}(h-z). \quad (6)$$

Динамика толщины ледникового покрова вдоль трубки тока описывается уравнением:

$$\frac{\partial \Delta}{\partial t} + \frac{1}{H} \frac{\partial}{\partial s}(HQ) = b - w_0, \quad \text{где } Q = \int_{z_0}^h u dz. \quad (7)$$

Профиль высоты свободной поверхности ледника h выражается через его толщину Δ : $h = \Delta + z_0$. Горизонтальная составляющая скорости u определяется из реологического соотношения, схематизация которого в приближении пограничного слоя с учетом процессов рекристаллизации льда в зависимости от климатического фактора (примесей) будет дана ниже. Вертикальная составляющая скорости находится из интегрирования соотношения (5).

В четвертом подразделе описывается взаимодействие динамики ледника и процессов рекристаллизации в теле ледникового покрова, показывается влияние анизотропной структуры кристалла льда на его реологические свойства, определяется характер влияния климатических факторов (примесей) на формирование слоисто-неоднородной кристаллической структуры льда. Различается ледниковый лед двух сортов: "жесткий" и "мягкий" по отношению к горизонтальному сдвигу. Первый тип представляет собой анизотропный лед с наследственной кристаллической текстурой, обладающей низкими свойствами текучести при сдвиге, а второй тип — это лед, имеющий структуру, благоприятную для сдвига. Вводится основное допущение о том, что каждый тип льда (тип рекристаллизации) характеризуется своим специфическим строением, единственным образом представленным (по отношению к сдвигу) заданными реологическими параметрами.

Рассмотрен вопрос степени развития анизотропии в слоях «жесткого» льда, тем самым дана оценка характерного масштаба l^0 . Определено возможное различие реологических свойств «мягкого» и «жесткого» льда.

С учетом проведенного анализа и принятых допущений в пятом подразделе дана схематизация процессов рекристаллизации льда и описание реологических свойств структурно-неоднородной ледниковой толщи.

Каждая частица льда в теле ледникового покрова, по принятому допущению, по своим реологическим свойствам может относиться либо к «мягкому», либо «жесткому» льду. Развитие анизотропных свойств ледникового льда сводится в динамической модели к превращению «жесткого» льда в «мягкий». Вероятность p того, что частица льда оказывается реологически мягкой, может быть представлена как функция напряжений τ_{zs} , нормализованных на пороговое (критическое) напряжение τ_c .

$$p = \frac{(\tau/\tau_c)^\varphi}{1 + (\tau/\tau_c)^\varphi}, \quad \text{где} \quad \tau_c = \tau_{c0} \exp \left[\frac{Q_c}{R} \left(\frac{1}{T} - \frac{1}{T_0} \right) \right]. \quad (8)$$

Параметры φ и τ_{c0} должны зависеть от содержания примесей во льду. Концентрация пыли и растворимых примесей чрезвычайно высока в холодные периоды гляциальных максимумов по сравнению с общим низким фоновым уровнем. Поэтому будем различать только "потенциально мягкий" гляциальный лед и "потенциально жесткий" лед с низкой концентрацией примесей. Климатическая корреляция между содержанием пыли в ледяном керне и колебаниями температуры на поверхности ледникового покрова δT_s (отсчитываемыми от современного уровня) во времени позволяет найти постоянное значение понижения температуры δT_c , которое разделяет слои льда с высоким и низким содержанием примесей.

Следовательно, низкие критические напряжения $\tau_c = \tau_g$ ($\tau_{c0} = \tau_{g0}$, $\varphi = \varphi_g$) в уравнении (8) следует отнести к потенциально мягкому гляциальному льду, сформировавшемуся при $\delta T_s < \delta T_c$. Значительно более высокие значения $\tau_c = \tau_w$ ($\tau_{c0} = \tau_{w0}$, $\varphi = \varphi_w$) соответствуют льду относительно теплых климатических периодов при $\delta T_s > \delta T_c$.

Введем единичную функцию $\eta(y)$: $\eta = 0$ при $y < 0$ и $\eta = 1$ при $y > 0$, и определим долю ξ слоев потенциально мягкого льда, заключенных между двумя близкими уровнями z_1 и z_2 с возрастом льда t_1 и t_2 соответственно

$$\xi(z_1, z_2) = \int_{t_1}^{t_2} \eta(\delta T_s - \delta T_c) b \, dt \bigg/ \int_{t_1}^{t_2} b \, dt. \quad (9)$$

Доля χ фактически «мягких» пластов льда с учетом (8) будет равна

$$\chi = (1 - \xi) \frac{(\tau_{zs}/\tau_w)^\varphi}{1 + (\tau_{zs}/\tau_w)^\varphi} + \xi \frac{(\tau_{zs}/\tau_g)^\varphi}{1 + (\tau_{zs}/\tau_g)^\varphi}. \quad (10)$$

Принимая полиномиальную форму эволюционного конститутивного соотношения для локальной частицы льда, для расчета осредненного профиля горизонтальной составляющей скорости получим

$$\frac{\partial u}{\partial z} = \left[(1 - \chi) \left(\frac{\tau_{zs}}{\mu_1^{(h)}} + \frac{\tau_{zs} \alpha_h}{\mu_2^{(h)}} \right) + \chi \left(\frac{\tau_{zs}}{\mu_1^{(s)}} + \frac{\tau_{zs} \alpha_s}{\mu_2^{(s)}} \right) \right] \times \exp \left[\frac{Q_{ac}}{R} \left(\frac{1}{T_0} - \frac{1}{T} \right) \right]. \quad (11)$$

Здесь α_i , $\mu_1^{(i)}$ и $\mu_2^{(i)}$, $i = s, h$ – реологические параметры. Индексы «s» и «h» соответствуют «мягкому» и «жесткому» льду.

Для расчета фактической картины распределения пластов «жесткого» и «мягкого» льда χ по (10), необходимо знать в каждый момент времени климатически обусловленное распределение ξ , и поэтому параллельно следить за траекторией всех частиц ледника, несущих свои свойства. Не-

обходимо рассчитывать часть характеристик в лагранжевых, а часть, чтобы не усложнять уравнения модели, в эйлеровых переменных, совмещая два подхода при нахождении горизонтальной составляющей скорости u .

В шестом подразделе записаны граничные условия для поставленной динамической задачи и определен подход к моделированию процессов изостазии земной коры.

В том случае, когда ледник оканчивается на суше, положение его края $s_0(t)$ определяется естественным условием равенства нулю в этой точке толщины и потока массы.

При взаимодействии ледникового покрова с морем толщина ледника на линии всплывания и положение границы наземной части определяются из условий равновесия:

$$(1 - \delta)\Delta|_{s=s_0} = h_s - z_0|_{s=s_0}, \quad \delta = 1 - \rho/\rho_w, \quad (12)$$

$$Q|_{s=s_0} = \left(\frac{g\rho\delta}{\beta} \right)^{\alpha_h} \frac{\Delta^{\alpha_h+2}}{\mu_2^{(h)}} \Big|_{s=s_0}, \quad (13)$$

где ρ_w - плотность воды, $h_s(t)$ - уровень мирового океана, β - константа, зависящая от показателя ползучести α_h жесткого льда.

Рельеф ложа $z_0(s, t)$ в каждый момент времени определяется из уравнения локальной релаксации ложа

$$\partial z_0 / \partial t = (\tilde{z}_0 - z_0) / t_0 \quad (14)$$

и мало отличается от гипотетического равновесного рельефа $\tilde{z}_0(s, t)$, соответствующего текущему состоянию ледника и уровню океана.

В седьмом подразделе записана модель теплопереноса в теле ледникового покрова с граничными условиями на поверхности и ложе, учитывающая процессы внутреннего таяния в тонком придонном слое с полным оттоком талой воды.

$$\rho c_p \left(\frac{\partial T}{\partial t} + u \frac{\partial T}{\partial s} + w \frac{\partial T}{\partial z} \right) = \frac{\partial}{\partial z} \left(\lambda \frac{\partial T}{\partial z} \right) - q_f + \tau_{zs} \frac{\partial u}{\partial z}. \quad (15)$$

Здесь c_p и λ , соответственно, удельная теплоемкость и теплопроводность льда, q_f - энергия, поглощаемая при внутреннем таянии льда за счет деформационного разогрева, который представлен в уравнении (15) последним слагаемым. Математически определение q_f сводится к удовлетворению условия $T \leq T_f$ при ограничении $q_f \geq 0$.

Граничное условие на поверхности ледника

$$-\kappa \frac{\partial T}{\partial z} \Big|_{z=h} = T|_{z=h} - T_s. \quad (16)$$

Здесь коэффициент теплопередачи k учитывает дополнительное термическое сопротивление поверхностного снежно-фирнового слоя; T_s - распределение температуры на свободной поверхности ледника.

Теплообмен на границе с ложем задается условием:

$$-\lambda \frac{\partial T}{\partial z} \Big|_{z=z_0} = \begin{cases} q_0, & T|_{z=z_0} < T_f; \\ q_0 + u_0 \tau_{zs} \Big|_{z=z_0} + \int_{z_0}^h q_f dz - \rho L_f w_0, & T|_{z=z_0} = T_f. \end{cases} \quad (17)$$

где L_f - скрытая теплота плавления, q_0 - геотермический поток, T_f - температура плавления льда в базисном слое.

Во втором разделе определен общий алгоритм решения поставленной задачи, при этом учитывается инерционность температурного поля в теле ледникового покрова и вводится расщепление по процессам: гидродинамическому и температурному. Рассмотрены вопросы построения разностных схем динамической и температурной модели и разработки программного комплекса.

В первом подразделе строится явная разностная схема для нахождения динамических характеристик задачи. Выбор явной схемы обусловлен сложной зависимостью, выраженной в условиях (9)-(11), горизонтальной составляющей скорости от истории развития сдвиговых деформаций, структуры льда (содержания примесей). Данная зависимость требует нахождения в каждый момент времени доли «потенциально мягкого» льда ξ . Для этого вводится дополнительная подвижная сетка, состоящая из частиц ледника и содержащая информацию о их возрасте (климатических условиях образования), в ходе вычислений каждый раз пересчитывается текущее положение частиц по имеющимся значениям скоростей.

Для нахождения толщины ледникового покрова с учетом граничных условий на контакте с морем и/или на суше задана процедура сквозного счета. Толщина ледника Δ вычисляется во всех точках вдоль трубки тока, причем в области существования ледника вплоть до его условной границы из разностного аналога (7), сама условная граница и толщина в ней находится из соотношений (12)-(13), далее Δ доопределяется нулем.

Во втором подразделе построена неявная разностная схема задачи теплопереноса (15)-(17). В качестве метода расчета температуры T используется метод прогонки, при этом удовлетворение условия $T \leq T_f$ при ограничении $q \geq 0$ позволяет так же найти энергию q_f , поглощаемой при внутреннем таянии льда за счет деформационного разогрева в тонком придонном слое, и скорость донного таяния льда w_0 .

Третий подраздел включает описание общего алгоритма расчета, последовательность операций при численном решении задачи течения реоло-

гически-неоднородного ледникового покрова вдоль фиксированной симметричной трубки тока.

В третьем разделе рассматриваются вопросы тестирования построенной численной схемы, задания исходных параметров задачи и подготовки вычислительного эксперимента.

В первом подразделе численные результаты, полученные по построенной динамической модели, сравниваются с известными аналитическими решениями других авторов, которые были найдены с помощью методов группового анализа дифференциальных уравнений для задачи 1) растекания капли и 2) при взаимодействии с морем в случае течения изотропного льда. Выполненные тестовые эксперименты подтверждают сходимость предлагаемого вычислительного алгоритма, демонстрируют выполнение балансовых законов для численных решений. По этим расчетам из условий точности вычислений 0,1-1% выбирается оптимальный шаг разбиения пространства для масштабов ледника Антарктиды по оси s : $h_s=25$ км (безразмерное значение 0,02), а из условия устойчивости явной схемы оптимальный шаг по времени: $h_t=10-12$ лет (0,0033).

Далее отдельно тестируется задача теплопереноса путем сравнения полученных результатов с известными численными решениями. Максимальная разница в результатах не превысила 3%, что говорит о том, что построенная схема качественно и количественно верно описывает процессы теплопереноса в теле ледникового покрова. Выбирается с точки зрения точности оптимальный шаг разбиения вертикальной оси z : $h_z=0,04$.

Во втором подразделе выбираются на основе имеющихся экспериментальных данных основные исходные числовые параметры задачи: теплофизические свойства льда, условия существования ледника Антарктиды (плотности морской воды и подстилающих пород, параметры, определяющие условия взаимодействия с морем, и т.п.), реологические свойства льда (параметры в законе (11)). Параметры, контролирующие процессы рекристаллизации (критические напряжения перехода и значения показателей φ в (10)), находятся при сравнении полученных численных значений χ с данными натурных наблюдений.

Современные географические и климатические условия существования ледника в Антарктиде определяются в третьем подразделе. Здесь выбирается линия тока от купола В до станции Мирный (Восточная Антарктида), вдоль которой далее задаются распределения высоты свободной поверхности ледника и ложа, температуры и аккумуляции массы льда, соответствующие современным данным натурных наблюдений.

Рассмотрен вопрос выбора палеореконструкций для проведения расчетов. В четвертом подразделе задаются изменения температуры на свободной поверхности ледника, аккумуляции и уровня мирового океана со временем на основе существующих моделей.

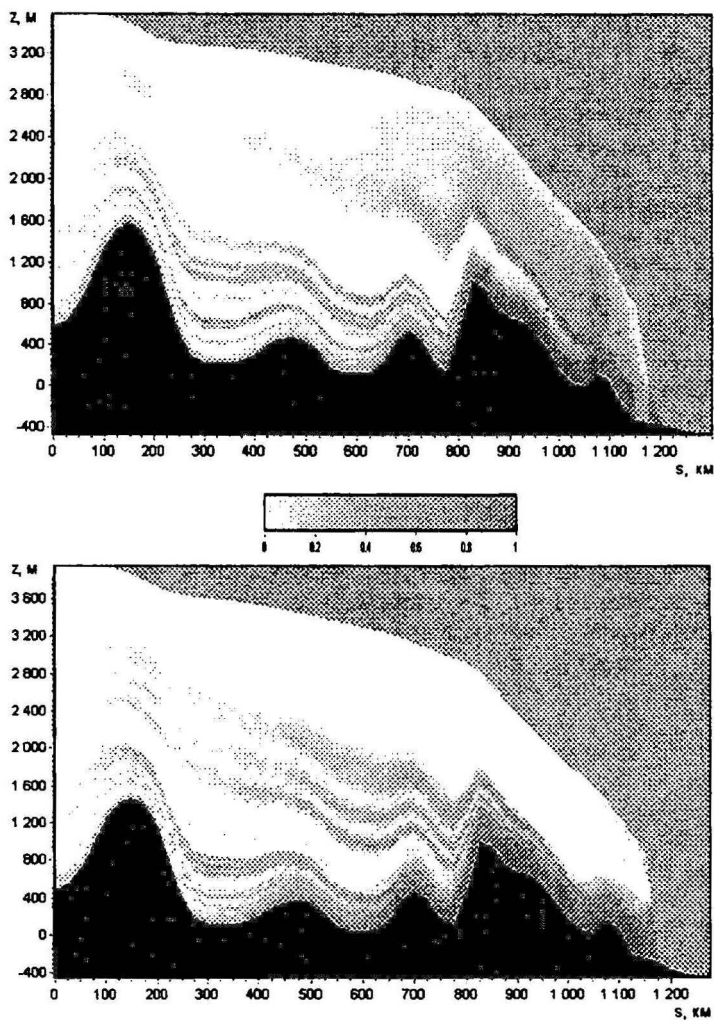


Рис.2.

Результаты вычислительного эксперимента по качественному исследованию структурной динамики ледникового покрова применительно к условиям Антарктиды приведены в четвертом разделе.

В первом подразделе обсуждается расчет динамики ледника за последние 450 тыс. лет с учетом реологической неоднородности, в котором современные результирующие профили высоты поверхности и ложа наилучшим образом совпадают с данными натурных наблюдений. На

рис.2 изображены распределения фактически мягкого льда (скользящее среднее доли χ) для двух моментов – а) 150 тыс. лет тому назад; б) – современный момент. Видно, что области высоких значений χ совершенно различны в разное время в различных климатических условиях. Это означает, что динамика ледникового покрова непосредственно зависит от его климатической памяти, т.е. от текущего распределения содержания примесей. Общее реологическое поведение ледника изменяется со временем и не может быть описано в рамках упрощенного степенного закона.

Проявление эффектов изостазии земной коры специально рассматривается во втором подразделе. Показано, что основными факторами, определяющими картину колебаний земной коры в различных областях вдоль трубки тока, являются колебания толщины ледника и уровня океана. Найдена амплитуда колебаний земной коры в районе купола В – 75м.

Здесь же показано, что на положение подвижной границы ледника влияют: уровень мирового океана и наклон ложа в районе линии налегания. Высокий уровень моря способен сдерживать продвижение ледника вперед при увеличении аккумуляции массы. Показано, что наклон ложа определяет амплитуду движения границы ледника.

Влияние неизотермичности течения на общую динамику отдельно изучается в третьем подразделе. Рассматриваются колебания толщины ледникового покрова на ледоразделе в случае изменений только температуры на поверхности (при постоянной аккумуляции) (рис.3, линия 3), изменений только аккумуляции при фиксированной температуре (рис. 3, линия 2).

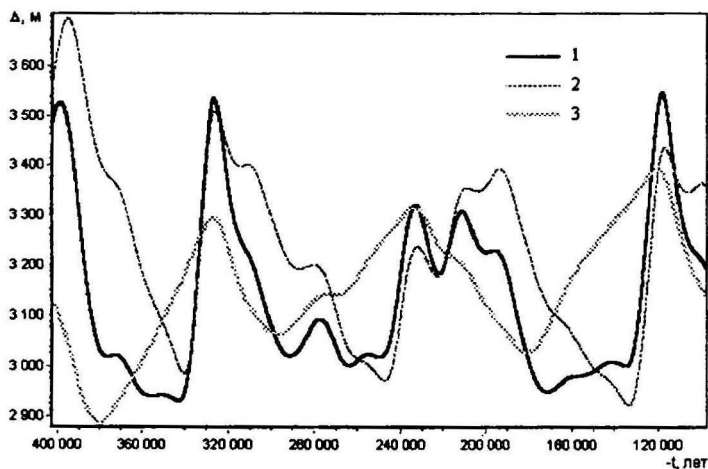


Рис.3.

Показано, что палеотемпературные колебания проявляются в основном в климатических циклах с периодом 100 тыс. лет и не совпадают по фазе с более быстрой реакцией ледника на изменения аккумуляции (рис.3). В общей сложности эффект неизотермичности течения увеличивает амплитуду колебаний толщины ледникового покрова (рис.3, линия 1) на ледоразделе на 15-20%.

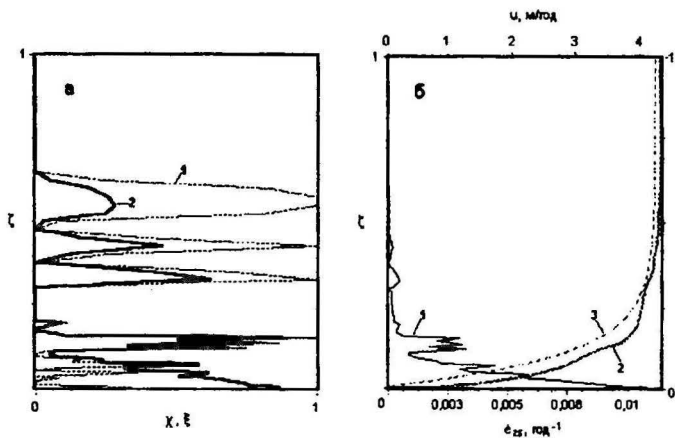


Рис.4.

В четвертом подразделе показано влияние на динамику ледника реологической неоднородности льда. Процессы рекристаллизации, управляемые содержанием примесей, сглаживают краткосрочные колебания ледяной толщи, но увеличивают на 20-25% амплитуду долгосрочных (с периодом 100 тыс. лет) циклов.

Профили скорости, найденные при расчете со степенным законом течения (линия 3) и в предложенной модели (линия 2), представлены на рис.4б. Влияние содержания мягкого льда с глубиной (линия 2, рис.4а) на вертикальный профиль скорости деформации (линия 1, рис.4б) и горизонтальную составляющую скорости (линия 2, рис.4б) иллюстрирует механизм проявления реологической неоднородности в общей картине динамики ледникового покрова. Полученные типичные сдвиговые напряжения в ледниковом покрове не превышают 0.05-0.1 МПа, и нелинейный член в полиномиальном законе течения льда (11) оказывается пренебрежимо малым как для твердого, так и мягкого льда. Поэтому кажущаяся нелинейность реологии льда, традиционно определяемая по форме высоты ледникового купола объясняется как прямое следствие увеличения доли слоев мягкого льда χ с ростом z_z в уравнении (11).

В пятом подразделе сравнивается расчетный возраст льда при вычислениях со степенным законом течения льда и при полном учете структур-

ной неоднородности. Показывается, что с точки зрения датировки льда различие в учете реологических свойств в модели имеет порядок точности палеоклиматических реконструкций.

В заключении подводится итог выполненным исследованиям.

ОСНОВНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ:

1. Исследование общей модели течения анизотропного ледникового массива методами теории подобия и анализа масштабов. Обоснование приближение пограничного слоя для моделей, учитывающих эффекты не-изотермичности и процессы рекристаллизации льда.

2. Общий алгоритм и ориентированный на использование баз данных программный комплекс расчета не-изотермического нестационарного течения ледникового покрова вдоль фиксированной трубки тока при развитии структурно-реологической неоднородности льда и проявлении эффектов изостазии и взаимодействия с морем.

3. Вычислительный эксперимент по моделированию динамики ледникового покрова Восточной Антарктиды в районе трубки тока Купол В – ст. Мирный за последние 400 тыс. лет. Количественные оценки влияния процессов рекристаллизации льда и различных факторов на динамику ледника.

СПИСОК ОПУБЛИКОВАННЫХ РАБОТ ПО ТЕМЕ ДИССЕРТАЦИИ

1. *Salamatin A.N, Duval P., Castelnau O., Malikova D.R.* Boundary layer approximation in anisotropic ice flow modelling // *Mater. Glyatsiol. Issled.* - 1997. - V. 83. - P. 105-111.

2. *Маликова Д.Р., Саламатин А.Н., Дюваль П.* Численная модель динамики ледникового покрова вдоль фиксированной трубки тока с учетом эффектов изостазии и взаимодействия с морем // *МГИ.* – 1998. – Вып. 85. – С. 159-165.

3. *Маликова Д.Р., Саламатин А.Н.* Моделирование динамики ледникового покрова в не-изотермических условиях // *МГИ.* – 1999. – Вып. 86. – С. 55-60.

4. *Маликова Д.Р., Саламатин А.Н.* Моделирование структурной динамики ледниковых покровов // Тезисы докладов Международной конференции “Мониторинг криосферы”. 20-23 апреля 1999г. – Пущино, 1999. – С. 83

Подписано в печать 16.05.2000 г.
Усл. печ. л. 1. Тираж 100 экз.
Отпечатано в издательском комплексе
Управления международных связей КГУ